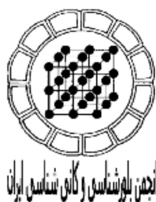
مجله
بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

سال بیست و ششم، شمارهٔ دوم، تابستان ۹۷، از صفحهٔ ۳۹۹ تا ۴۰۸




# کلریت‌زایی بیوتیت در گنبدهای داسیتی باغات (جنوب سیرجان)

**مریم رجائیه[1*]، سید محسن مرتضوی[1]، جلیل قلمقاش[2]، جعفر عمرانی[2]**

*۱- گروه زمین شناسی دانشگاه هرمزگان، بندرعباس*

*۲- سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران*

(دریافت مقاله: ۹۶/۳/۳۱، نسخه نهایی: ۹۶/۷/۱۵)

**چکیده:** گنبدهای داسیتی منطقه باغات در جنوب سیرجان و پهنه سنندج-سیرجان قرار دارند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن و کانی‌های فرعی شامل بیوتیت، زیرکن و آپاتیت است. ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها در این سنگ‌ها نشان می‌دهد که این کانی‌ها به کانی‌های کلریت و احتمالاً همرشدی‌هایی با کانی روتیل دگرسان شده‌اند. مقدار Fe/(Fe+Mg) در گستره ۰٫۵۳ تا ۰٫۵۷ و مقدار Si در گستره ۵٫۷ تا ۶٫۱۵ بوده و معرف کانی پیکنوکلریت است. در این کلریت‌ها مقدار جزء کلریت (Xc)، بین ۰٫۴۳ تا ۰٫۸۵ قرار دارد که اشاره به وجود لایه‌های اسمکتیت در ساختار کلریت دارد. ترکیب شیمیایی کلریت دمای تشکیل این کانی را ۲۵۲ تا ۲۶۳ درجه سانتیگراد نشان می‌دهد و بیانگر ماهیت آهکی-قلیایی ماگمای سازنده سنگ‌های مورد بررسی است که در مناطق کوهزایی تشکیل شده است.

**واژه‌های کلیدی:** *شیمی کانی؛ کلریت؛ بیوتیت؛ باغات؛ پهنه سنندج-سیرجان.*

**مقدمه**

کلریت فراوان‌ترین کانی برآمده از دگرسانی کانی‌های موجود در سنگ‌های آذرین مانند آمفیبول، بیوتیت و پیروکسن است [۱]. در شرایط دگرگونی درجه پائین، بیوتیت با کوارتز واکنش می‌دهد و کانی کلریت تشکیل می‌شود اما در شرایط دگرسانی گرمابی، این واکنش پیچیده‌تر می‌شود و بیوتیت‌های کلریتی‌شده با فازهای ثانویه همراه هستند. فرایند دگرسانی و کانی‌های تشکیل شده ضمن این فرایند به ساختار و ترکیب کانی اولیه و ویژگی‌های سیال در سیستم گرمابی بستگی دارد [۲]. دگرسانی در شرایط دما پائین در سیلیکات‌های صفحه‌ای، معمولا در طول لایه‌های اولیه صورت می‌گیرد و ساختار و جهت یافتگی کانی‌های ثانویه از کانی اولیه به ارث می‌رسد [۲]. گرچه انحلال و تبلور جدید نیز باعث تشکیل کانی‌های برآمده از دگرسانی می‌شود [۳].

کانی کلریت از جمله مهم‌ترین کانی‌های موجود در سنگ‌های رسوبی، دگرگونی و سنگ‌های دگرسان شده گرمابی است. این کانی در سنگ‌های دگرگونی درجه پائین تا درجات پائین رخساره آمفیبولیت تشکیل می شود که اختلاف ترکیبی آن از نظر سنگ‌شناسی دارای اهمیت دارد [۴]. در سنگ‌های رسوبی، این کانی به صورت کانی‌های تخریبی و خودزا در رسوبات رسی و ماسه سنگی یافت می‌شود. کانی کلریت یک کانی‌شناخته شده در پهنه‌های دگرسانی گرمابی است و ترکیب شیمیایی آن در این پهنه‌ها با نزدیکی به مسیر سیال و رگه‌های گرمابی تغییر می‌کند و می‌تواند یک کانی مناسب برای بازسازی ترکیب سیال باشد [۵]. ترکیب شیمیایی کلریت برآمده از دگرسانی کانی‌های اولیه (آمفیبول، پیروکسن و بیوتیت) به ترکیب شیمیایی سنگ اولیه نیز بستگی دارد و بررسی این کانی برای بررسی ماگمای سازنده کانی‌های اولیه دارای اهمیت است. دمای تشکیل کانی کلریت از عوامل کنترل کننده ترکیب شیمیایی این کانی بوده و این کانی می‌تواند

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۵۳۵۸۶۳۱، نمابر: ۰۷۶۳۳۷۱۱۰۲۳، پست الکترونیکی: maryamrajaieh@gmail.com


[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.399 ]

تخمین دمای تشکیل آن در محیط‌های متفاوت زمین‌شناسی مورد استفاده قرار گیرد [۶]. این ویژگی‌ها بررسی کانی کلریت را در مطالعات پترولوژیکی مفید ساخته است.

ناحیه مورد بررسی در مجموعه آذرین باغات واقع است. هدف از این پژوهش، بررسی ترکیب شیمیایی کلریت‌های برآمده از دگرسانی در بیوتیت‌های گنبد داسیتی منطقه باغات در پهنه سنندج-سیرجان بوده و از این کانی‌ها در تعیین دما، سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی منطقه گرفته شده است.

**روش پژوهش**

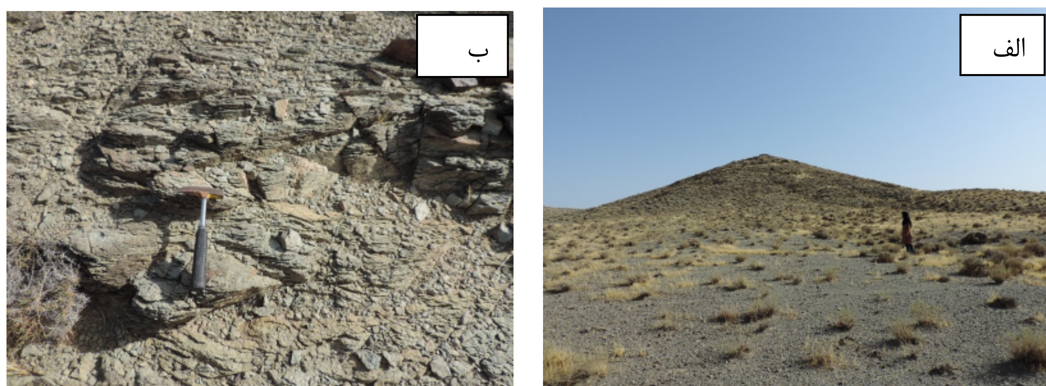
مطالعه بر روی این سنگ‌های آتشفشانی این منطقه توسط میکروسکوپ قطبشی با هدف تعیین نوع کانی‌ها و روابط بین آن‌ها، بافت سنگ‌ها، درصد کانی‌های تشکیل‌دهنده و تغییرات کانی‌شناسی حاصل از دگرسانی این کانی‌ها بررسی شدند. تعدادی از مقاطع نازک سنگ‌های داسیتی دارای کانی بیوتیت، صیقل داده شدند. سپس این بیوتیت‌ها جهت تعیین ترکیب شیمیائی و انجام تجزیه‌های نقطه‌ای با استفاده از دستگاه Camebax SX100 با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ kVو جریان ۱۰ nA در دانشگاه پیر و ماری کوری (پاریس ۶) انتخاب شدند. تعداد ۱۳ نقطه از کانی‌های بیوتیت مورد آنالیز قرار گرفت و با توجه به ترکیب شیمیایی این کانی‌ها، برای فرمول ساختاری آن‌ها با استفاده از ۲۸ اکسیژن از صفحات گسترده Mineral Spreadsheet و سپس جهت پردازش داده‌ها از نرم افزار اکسل استفاده شده است.

**زمین‌شناسی منطقه**

منطقه مورد بررسی در مختصات جغرافیایی ′۵۴ °۵۵ تا ′۵۶ °۵۵ طول شرقی و ′۳۸ °۲۸ تا ′۴۴ °۲۸ عرض شمالی در مسیر جاده بندرعباس-سیرجان قرار دارد. بر پایه تقسیم بندی زمین‌شناسی ایران، این منطقه جزئی از پهنه سنندج-سیرجان [۷] و بر پایه تقسیم‌بندی [۸] قسمتی از پهنه سنندج-سیرجان جنوبی محسوب می‌شود. این منطقه قسمتی از کوهزاد زاگرس بوده که از همگرایی قسمت جنوبی صفحه اوراسیا و کرانه شمالی صفحه گندوانا ایجاد شده است [۱۰،۹]. واحدهای سنگ‌شناسی این منطقه شامل سنگ‌های آتشفشانی از قبیل بازالت، آندزیت، آندزیت بازالتی و داسیت است. بر پایه روابط استراتیگرافی و پالئونتولوژی، سن این سنگ‌ها به ژوراسیک زیرین-میانی نسبت داده شده است [۱۱].

براساس نقشه زمین‌شناسی یکصد هزارم باغات [۱۱]، گنبدهای داسیتی در شرق روستای باغات رخنمون دارند که از اطراف به آبرفت‌ها و رسوبات عهد حاضر محدود شده‌اند. ماهیت اسیدی مذاب‌های داسیتی باعث بالا رفتن گرانروی ماگمای سازنده این سنگ‌ها شده و در نتیجه رخنمون آن‌ها به صورت توده‌های گنبدی شکل می‌شود (شکل ۲ الف). در قسمت‌هائی از جنوب منطقه مورد بررسی، انواع سنگ‌های نفوذی با ترکیب کوارتزدیوریت، مونزودیوریت، ترونجمیت و آمفیبولیت رخنمون دارند که سن آنها بر پایه روابط چینه نگاری پرکامبرین می‌باشد [۱۱] (شکل ۱). این منطقه از شمال به سنگ‌های رسوبی کنگلومرا، شیل و آهک‌های میکریتی با سن ژوراسیک پسین و از جنوب به دولومیت‌های توده‌ای با سن دونین محدود می‌شود. نهشته‌های پلیوکواترتز در قسمت‌هائی از شرق و جنوب این منطقه به صورت دشت آبرفتی، تراس‌های رودخانه‌ای و کنگلومرای بختیاری دیده می‌شوند (شکل ۱). در قسمت‌هایی از سنگ‌های داسیتی این منطقه، سنگ‌لوح‌های زمین‌ساختی و ساختارهای برگواره‌دار دیده می‌شوند (شکل ۲ ب). سطح تماس بین سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک پیشین-میانی با کنگلومراها و شیل و آهک‌های ژوراسیک پسین به صورت گسل خورده است. پژوهش‌های متعددی پیرامون این منطقه انجام شده است. ناظم زاده و همکاران [۱۱] نتایج بررسی‌های زمین‌شناسی این منطقه را در قالب نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ باغات ارائه کرده‌اند. شیخ الاسلامی [۱۲] واحدهای لیتواستراتیگرافی توالی‌های ژوراسیک این منطقه بررسی کرده و معتقد است که این سنگ‌ها در رخساره شیست سبز دگرگون شده و در دمای پائین و عمق کم دچار باز تبلور شده‌اند و ساختارهای دگرشکلی در نتیجه دگرشکلی‌ها و دگرگونی‌های ناحیه‌ای برآمده از مراحل مختلف همگرایی بین ایران مرکزی و زاگرس است. براساس مطالعه منصف و همکاران [۱۳] دگرگونی‌های سنگ‌شناسی در مناطق حسین آباد-حاجی آباد در جنوب منطقه مورد مطالعه را توالی‌های ماگمایی ژوراسیک این مناطق بررسی کرده و ماهیت ماگمای مادر سنگ‌های آذرین منطقه حسین آباد (گابرو، دیوریت، بازالت) را تولئیت جزایر قوسی با خاستگاه گوشته‌ای اسپینل-لرزولیت و سنگ‌های آذرین منطقه حاجی آباد (بازالت، آندزیت، داسیت) را تولئیت جزایر قوسی با خاستگاه گوشته‌ای گارنت-اسپینل-لرزولیت معرفی نموده‌اند.

**شکل ۱** الف- موقعیت منطقه مورد بررسی بر نقشه ایران. ب- نقشه ساده شده زمین شناسی باغات (۱:۱۰۰۰۰۰) [۸].




**شکل ۲** الف- نمایی از گنبد داسیتی در منطقه باغات، ب- نمایی از برگوارگی زمین ساختی تکتونیکی در سنگ‌های داسیتی منطقه باغات.

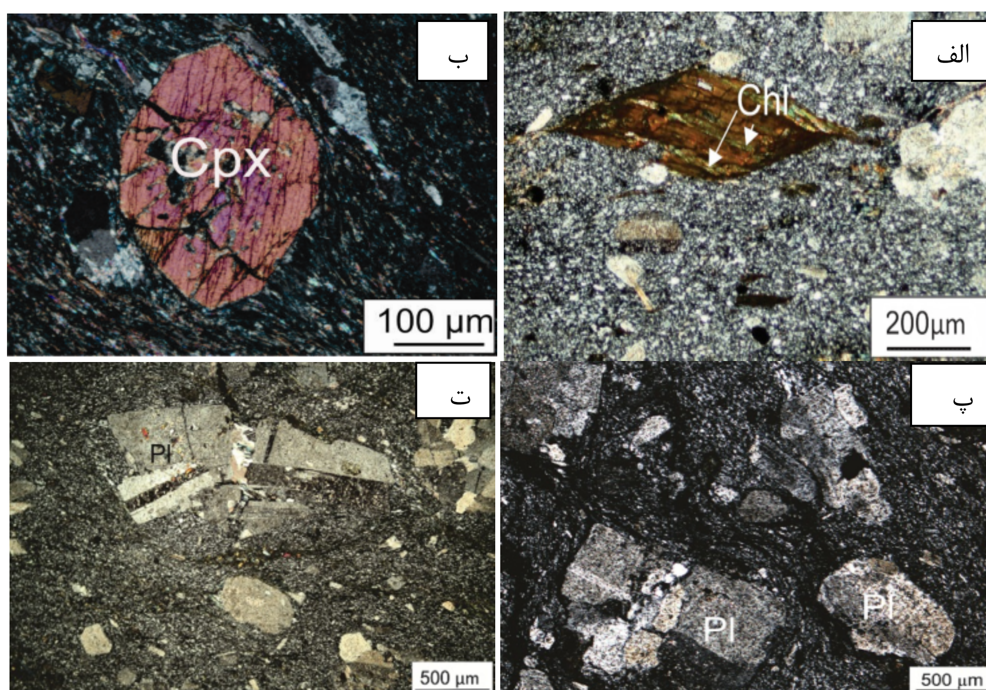

[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.399 ]

**سنگ‌نگاری داسیت‌ها**

داسیت‌ها در نمونه دستی دارای درشت بلورهای پلاژیوکلاز به رنگ سفید و به صورت مستطیلی شکل با اندازه ۵-۲ میلیمتر و پیروکسن به رنگ سبز تیره با اندازه ۳-۱ میلیمتر در یک زمینه به رنگ خاکستری روشن هستند. سنگ‌های داسیتی بافت‌های دگرشکلی چون تغییر شکل در کانی‌های پیروکسن (شکل ۳ ب)، ماکل‌های مکانیکی در پلاژیوکلاز و اشکال میکایی ماهی در بیوتیت (شکل ۳ الف) نشان می‌دهند. بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهد که سنگ‌های آتشفشانی داسیتی پیش از دگرشکلی در این منطقه دارای بافت پورفیری، گلومروپورفیری با خمیره جریانی از شیشه‌ای ریزسنگی هستند خمیره در اثر نیروهای زمین‌ساختی، خمیره سنگ به صورت برگواره‌دار درآمده است. بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهد که سنگ‌های داسیتی از کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز و پیروکسن و کانی‌های فرعی بیوتیت، زیرکن و آپاتیت تشکیل شده‌اند. کانی‌های ثانویه آن شامل آلبیت، اپیدوت، کلریت، سریسیت و کانی‌های کدر هستند. رگه‌های کلسیت این سنگ‌ها را در راستاهای مختلف قطع کرده‌اند. درصد حجمی درشت‌بلورها در این سنگ ۴۰-۳۰ درصد است.

پلاژیوکلاز، حدود ۶۰ تا ۶۵ درصد حجمی درشت بلورها را تشکیل می‌دهد. این کانی به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دارای ماکل چندریختی و گاهی به صورت انباشت‌های گلومروپورفیری است (شکل ۳ ت). برخی از آن‌ها دارای کناره‌های بازجذب شده هستند (شکل ۳ پ). کناره‌های بازجذب شده ناشی از افت فشار به دلیل صعود ماگما در شرایط بی دررو هستند که باعث می‌شود دمای ماگمای زیر اشباع از آب به دمای میعانی نزدیک شود [۱۴]. برخی از پلاژیوکلازها کانی‌های زیرکن، آپاتیت، و پلاژیوکلاز را دربرگرفته‌اند و بعضی از آنها در اثر دگرسانی به مجموعه‌ای از کانی‌های اپیدوت، سریسیت، آلبیت و کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. در اثر نیروهای زمین‌ساختی وارد بر این سنگ‌ها، برخی از این کانی‌ها دارای ماکل‌های مکانیکی هستند.

کلینوپیروکسن- ۳۰ تا ۳۵ درصد حجم کانی‌های درشت بلور را تشکیل می‌دهند. این کانی‌ها به صورت درشت بلورهای نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار و به رنگ‌های نارنجی، بنفش، آبی و خاکستری هستند که گاهی همراه با کانی‌های پلاژیوکلاز به صورت انباشت‌های گلومروپورفیری هستند. این کانی‌ها نسبت به پلاژیوکلازها کمتر مورد دگرسانی قرار گرفته‌اند و بیشتر به صورت اولیه و بدون آثار دگرسانی هستند.




**شکل ۳** الف- نمائی از کانی بیوتیت در منطقه مورد بررسی که به کانی کلریت و همرشدی‌هایی از کانی روتیل دگرسان شده است. کلریت سبز رنگ با پیکان مشخص شده است (XPL)، ب- دگرشکلی در کانی کلینوپیروکسن (XPL). پ- نمایی از پلاژیوکلازهای با کناره‌های بازجذب شده (XPL). ت) بافت گلومروپورفیری در پلاژیوکلاز و ماکل مکانیکی در اثر دگرشکلی (XPL).


[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.399 ]

سنگ‌های داسیتی، بیوتیت تقریبا ۳ درصد حجمی و به رنگ قرمز متمایل به قهوه‌ای است. این کانی‌ها فاقد چندرنگی محسوس هستند و برخی کانی‌های آپاتیت را دربرگرفته‌اند. این کانی‌ها در اثر دگرشکلی اشکال ماهی میکایی از خود نشان می‌دهند. ماهی میکایی‌ها معمولاً در پهنه‌های بُرشی شکل‌پذیر تشکیل می‌شوند. در بیوتیت های مورد بررسی، این کانی‌ها دارای دنباله‌هایی از ذرات کوچک از بیوتیت در زمینه سنگ هستند. ماهی بیوتیت‌ها دسته‌ای از ماهی میکایی‌هایی هستند که اغلب در اثر چرخش و بازتبلور در پهنه‌های بُرشی تشکیل می‌شوند. این کانی توسط پوشش ضخیمی از کانی‌های با بازتبلور یافته احاطه می‌شود [۱۵] (شکل ۳ الف).

آپاتیت و زیرکن ۲ درصد حجم سنگ‌های داسیتی را تشکیل می‌دهند و توسط کانی‌های پلاژیوکلاز و بیوتیت احاطه شده‌اند.

**شیمی بلور کانی‌های کلریت**

فرمول شیمیایی بیوتیت‌های کلریتی شده با توجه به ترکیب شیمیائی و درصد اکسیدهای موجود در آن‌ها براساس ۲۸ اکسیژن محاسبه شده است. فرمول کانی‌های کلریت به صورت: $(R^{2+})_u\ (R^{3+}{}_y\square_z)^{VI}\ (Si_{4-x}Al_x)^{IV}O_{10+w}(OH)_{8-w}$ است که در آن، $u+y+z=$۶، $z=(y-w-x)/$۲، w صفر و یا بسیار کوچک، $R^{2+}$ یون $Fe^{2+}$ و یا $Mg^{2+}$، $R^{3+}$ یون $Fe^{3+}$ و یا $Al^{3+}$ و □ فضای خالی ساختاری است.

جایگاه‌های چار وجهی برابر با مجموع Si و $Al^{IV}$ در جایگاه چاروجهی است. جایگاه‌های هشت‌وجهی برابر با مجموع همه کاتیون‌ها در جایگاه هشت‌وجهی است و از رابطه $\sum^{VI}= u+y$ به دست می‌آید.

تجزیه‌های زمین‌شیمیائی کلریت‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که این کانی‌ها نسبت به کلریت‌های خالص دارای $K_2O$، $TiO_2$ و $CaO$ بیشتر و $SiO_2$، $Al_2O_3$ و $FeO_T$ به نسبت کمتری هستند (جدول ۱). مقدار x بین ۱٫۲ و ۱٫۶ در گستره کلریت‌های گرمابی و دگرگونی قرار دارد [۱۶،۱۷]. مقدار Fe/Fe+Mg بین ۰٫۵ تا ۰٫۵۷ متغیر است. مجموع کاتیون‌های جایگاه هشت‌وجهی کمتر از ۱۲ است که نشان می‌دهد کلریت‌ها دارای فضای خالی در جایگاه هشت‌وجهی هستند. تغییرات عناصر از مرکز به لبه از روند خاصی پیروی نمی‌کند (شکل ۴ پ) اما مقدار آهن و منیزیم از مرکز به لبه در مجموع کم می‌شود. مجموع کاتیون‌های بین لایه‌ای (Ca+ Na+K) بیش از ۰٫۱ است که نشان دهنده وجود ناخالصی‌هایی در ترکیب کلریت است. مقدار Al در جایگاه چاروجهی بین ۲٫۳-۱٫۸۴، مقدار Si بین ۵٫۷ تا ۶٫۱۵، مقدار Ca بین ۰٫۱۳ تا ۰٫۹۳ و مقدار Ti بین ۰٫۲ تا ۱٫۶۸ اتم بر واحد فرمولی متغیر است. در نمودار Fe/(Fe+Mg) نسبت به Si، این نمونه‌ها در گسترده پیکنوکلریت قرار می‌گیرند (شکل ۴ الف). در نمودار Ca-Si این کانی‌ها افزایش مقدار Ca در Si ثابت را نشان می‌دهند (شکل ۴ ب). ترکیب شیمیایی این کلریت‌ها در محدوده بین کانی اسمکتیت و کلریت قرار دارد (شکل ۴ ت).

**بحث**

درصد وزنی اکسیدهای عناصر اصلی بیوتیت‌های تجزیه شده عبارت است از $SiO_2 =$ ۹۰٫۲۹-۸۷٫۹۵، $TiO_2 =$ ۱٫۲۷-۱۱٫۱۱، $Al_2O_3 =$ ۱۲٫۳۸-۱۷٫۱، $FeO =$ ۱۷٫۱۷-۲۷٫۸۷، $MnO=$۰٫۴۱-۰٫۷، $MgO =$ ۸٫۷۱-۱۲٫۸۹، $K_2O=$ ۰٫۴۴-۱٫۱۴، $CaO =$ ۰٫۶-۸٫۹۴ و $Na_2O =$ ۰-۰٫۱۴. مجموع درصد وزنی اکسیدهای عناصر موجود در این کانی‌ها، ۹۰٫۲۹-۸۷٫۹۵ درصد است که در گستره مجموع درصد وزنی اکسید عناصر اصلی بیوتیت (۹۷-۹۴ درصد) نیست و نشان‌دهنده کانی کلریت است (۹۰-۸۷ درصد). به علاوه، درصد وزنی اکسید پتاسیم در نمونه‌های تجزیه شده در گستره ۱٫۱۴-۰٫۴۴ درصد است که مقدار آن نسبت به ترکیب شیمیایی یک بیوتیت (به طور میانگین، ۹-۷ درصد) کمتر است. درصد وزنی اکسید کلسیم در نمونه‌های تجزیه شده، نسبت به مقدار آن در یک بیوتیت (به طور میانگین، ۰٫۸-۰٫۱ درصد)، بیشتر است. بنابراین، ترکیب شیمیایی نمونه بیوتیت‌های تجزیه شده، در گستره ترکیب شیمیایی کانی کلریت قرار دارد و دگرسانی این بیوتیت‌ها به کانی کلریت را نشان می‌دهد.



[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.399 ]

**جدول ۱** نتایج تجزیه‌های نقطه‌ای و محاسبه فرمول ساختاری کلریت.

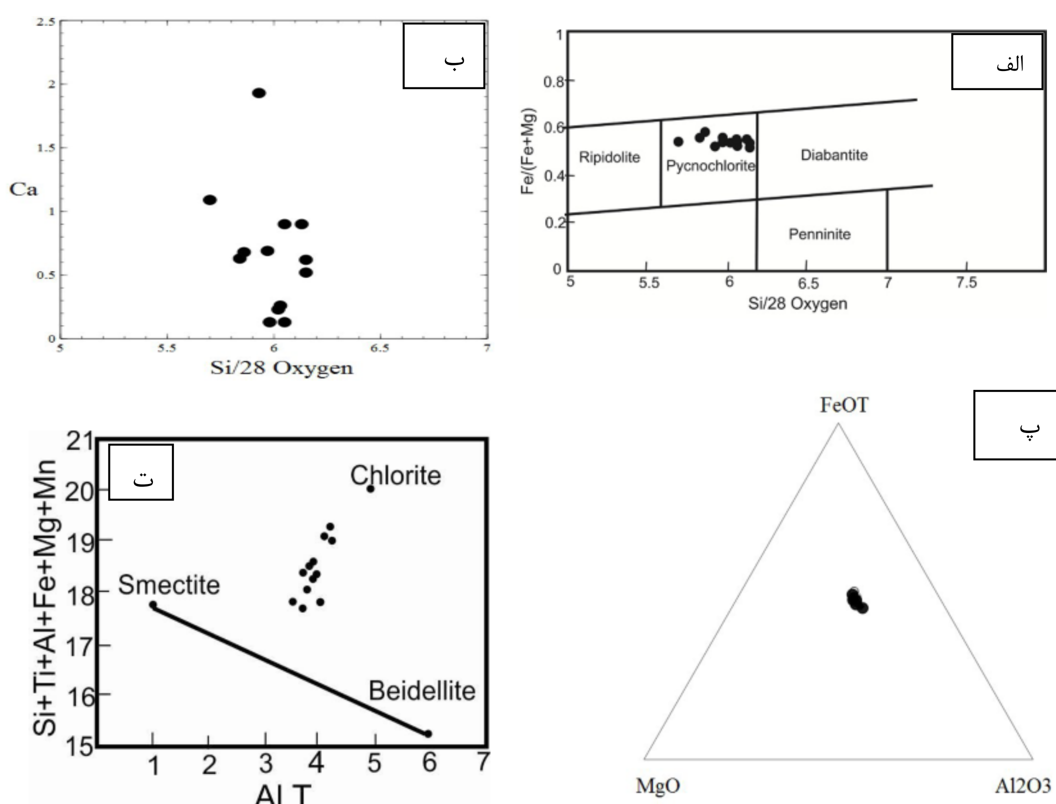
| نمونه | مرکز | | | | | Rim |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | ۲۷/۵ | ۲۸/۹۸ | ۳۰/۳۶ | ۲۹/۸۱ | ۲۸/۱۸ | ۲۹/۱۸ |
| $TiO_2$ | ۷/۴۷ | ۴/۱۷ | ۴/۲۳ | ۳/۱۷ | ۵/۲۸ | ۴/۰۱ |
| $Al_2O_3$ | ۱۴/۴۵ | ۱۵/۹۷ | ۱۶/۶۹ | ۱۶/۱۸ | ۱۵/۱۲ | ۱۵/۸۸ |
| FeOT | ۲۳/۱۶ | ۲۴/۴۴ | ۲۲/۲۹ | ۲۳/۷۶ | ۲۵/۵ | ۲۵/۰۱ |
| MnO | ۰/۶۱ | ۰/۶۲ | ۰/۵۷ | ۰/۴۹ | ۰/۶۴ | ۰/۴۵ |
| MgO | ۱۰/۶۳ | ۱۱/۲۳ | ۱۰/۵۵ | ۱۱/۶۱ | ۱۱/۳۸ | ۱۱/۹۳ |
| $K_2O$ | ۰/۴۴ | ۰/۸ | ۱/۱۴ | ۰/۶۳ | ۰/۵۳ | ۰/۶۷ |
| CaO | ۴/۹ | ۳/۱۲ | ۲/۸۶ | ۲/۳۴ | ۲/۸۴ | ۱/۲ |
| $Na_2O$ | ۰/۰۳ | ۰ | ۰/۰۶ | ۰/۰۵ | ۰ | ۰/۰۸ |
| Sum | ۸۹/۱۹ | ۸۹/۳۳ | ۸۸/۷۵ | ۸۸/۰۴ | ۸۹/۴۷ | ۸۸/۴۱ |
| Si | ۵/۷ | ۵/۹۷ | ۶/۱۵ | ۶/۱۵ | ۵/۸۴ | ۶/۰۲ |
| $Al^{IV}$ | ۲/۳ | ۲/۰۳ | ۱/۸۵ | ۱/۸۴ | ۲/۱۶ | ۱/۹۷ |
| $Al^{VI}$ | ۱/۲۸ | ۱/۹ | ۲/۲۲ | ۲/۱۵ | ۱/۵۸ | ۱/۹۶ |
| Ti | ۱/۱۶ | ۰/۶۴ | ۰/۶۴ | ۰/۴۹ | ۰/۸۲ | ۰/۶۲ |
| $Fe^{3+}$ | ۰/۶۹ | ۰/۵۶ | ۰/۸ | ۰/۶۴ | ۰/۵۶ | ۰/۶۱ |
| $Fe^{2+}$ | ۳/۳۲ | ۳/۶۵ | ۲/۹۸ | ۳/۴۶ | ۳/۸۶ | ۳/۷۱ |
| Fe | ۴ | ۴/۲۱ | ۳/۷۴ | ۴/۰۲ | ۴/۴۸ | ۴/۳۲ |
| Mn | ۰/۱۱ | ۰/۱۱ | ۰/۱ | ۰/۰۸ | ۰/۱۱ | ۰/۰۸ |
| Mg | ۳/۲۸ | ۳/۴۵ | ۳/۱۹ | ۳/۸۷ | ۳/۵۲ | ۳/۶۸ |
| Ca | ۱/۰۹ | ۰/۶۹ | ۰/۶۲ | ۰/۵۲ | ۰/۶۳ | ۰/۲۶ |
| Na | ۰/۰۲ | ۰ | ۰/۰۵ | ۰/۰۴ | ۰ | ۰/۰۶ |
| K | ۰/۲۳ | ۰/۴۲ | ۰/۵۹ | ۰/۳۳ | ۰/۲۸ | ۰/۳۵ |
| Fe/(Fe+Mg) | ۰/۵۵ | ۰/۵۵ | ۰/۵۴ | ۰/۵۳ | ۰/۵۶ | ۰/۵۴ |
| Xc | ۰/۴۳ | ۰/۵۷ | ۰/۵۳ | ۰/۶۴ | ۰/۶۱ | ۰/۶۶ |

**ادامه جدول ۱**

| نمونه | مرکز | | | | | | لبه |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | ۲۸/۴۳ | ۲۸/۳ | ۲۹/۱۷ | ۲۹/۵۸ | ۲۹/۴۷ | ۳۰/۵۱ | ۲۸/۰۵ |
| $TiO_2$ | ۱/۲۷ | ۱/۶۷ | ۱/۴۳ | ۴/۰۲ | ۱۱/۱۱ | ۵/۱۵ | ۴/۳۹ |
| $Al_2O_3$ | ۱۶/۷۹ | ۱۶/۱۹ | ۱۷/۱ | ۱۵/۶۱ | ۱۲/۳۸ | ۱۵/۵۲ | ۱۵/۳۸ |
| FeOT | ۲۷/۲۷ | ۲۷/۸۷ | ۲۷/۲۲ | ۲۴/۷۶ | ۱۷/۷۷ | ۲۲/۸۹ | ۲۶/۴۷ |
| MnO | ۰/۷ | ۰/۵۹ | ۰/۵۳ | ۰/۵۸ | ۰/۴۱ | ۰/۵۸ | ۰/۵۹ |
| MgO | ۱۲/۸۹ | ۱۱/۷۴ | ۱۲/۲۴ | ۱۰/۸۱ | ۸/۷۱ | ۱۰/۵۶ | ۱۱/۰۸ |
| $K_2O$ | ۰/۵۸ | ۰/۵۸ | ۰/۷۳ | ۰/۷۶ | ۰/۵۴ | ۰/۷۵ | ۰/۳ |
| CaO | ۰/۵۸ | ۱ | ۰/۶ | ۴/۱ | ۸/۹۴ | ۴/۲ | ۳/۰۲ |
| $Na_2O$ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۱۴ | ۰/۰۷ | ۰ | ۰/۱۱ | ۰/۰۳ |
| Sum | ۸۸/۵۲ | ۸۷/۹۵ | ۸۹/۱۶ | ۹۰/۲۹ | ۸۹/۳۳ | ۹۰/۲۷ | ۸۹/۳۱ |
| Si | ۵/۹۸ | ۶/۰۲ | ۶/۰۵ | ۶/۰۵ | ۶/۱۳ | ۵/۹۳ | ۵/۸۶ |
| $Al^{IV}$ | ۲/۰۲ | ۱/۹۸ | ۱/۹۵ | ۱/۹۵ | ۱/۸۷ | ۲/۰۷ | ۲/۱۴ |
| $Al^{VI}$ | ۲/۱۸ | ۲/۱۱ | ۲/۲۸ | ۱/۸۶ | ۱/۸۸ | ۰/۹۴ | ۱/۶۹ |
| Ti | ۰/۲ | ۰/۲۷ | ۰/۲۲ | ۰/۶۲ | ۰/۷۸ | ۱/۶۸ | ۰/۶۹ |
| $Fe3+$ | ۰/۲۵ | ۰/۳۱ | ۰/۳۴ | ۰/۵۵ | ۰/۷۹ | ۱/۲۲ | ۰/۴۹ |
| $Fe2+$ | ۴/۵۵ | ۴/۶۴ | ۴/۳۸ | ۳/۶۹ | ۳/۰۶ | ۱/۷۷ | ۴/۱۳ |
| Fe | ۴/۷۴ | ۴/۹۲ | ۴/۶۲ | ۴/۱۸ | ۳/۸۶ | ۲/۶۴ | ۴/۵۷ |
| Mn | ۰/۱۲ | ۰/۱۱ | ۰/۰۹ | ۰/۱ | ۰/۱ | ۰/۰۷ | ۰/۱ |
| Mg | ۴/۰۴ | ۳/۷۲ | ۳/۷۸ | ۳/۲۹ | ۳/۱۶ | ۲/۶۱ | ۳/۴۵ |
| Ca | ۰/۱۳ | ۰/۲۳ | ۰/۱۳ | ۰/۹ | ۰/۹ | ۱/۹۳ | ۰/۶۸ |
| Na | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۱۱ | ۰/۰۵ | ۰/۰۸ | ۰ | ۰/۰۲ |
| K | ۰/۳۱ | ۰/۳۱ | ۰/۳۹ | ۰/۴ | ۰/۳۸ | ۰/۲۸ | ۰/۱۶ |
| Fe/(Fe+Mg) | ۰/۵۴ | ۰/۵۷ | ۰/۵۵ | ۰/۵۶ | ۰/۵۵ | ۰/۵ | ۰/۵۷ |
| Xc | ۰/۸۵ | ۰/۸۱ | ۰/۸۱ | ۰/۵۸ | ۰/۴۹ | - | ۰/۶۴ |



[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.399 ]




**شکل ۴** نمونه‌های مورد بررسی بر الف) نمودار رده‌بندی کلریت‌ها [۱۳] و ب) نمودار Ca-Si، پ- نمونه کلریت‌های مورد بررسی بر نمودار $MgO-FeO_T-Al_2O_3$، ت) گستره ترکیبی کلریت‌های مورد بررسی [۳۰]، این کلریت‌ها دارای لایه‌هایی از کانی‌های اسمکتیت هستند.

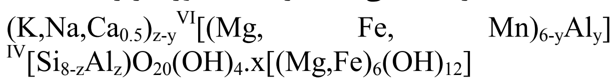
دگرسانی بیوتیت و تبدیل آن به کلریت با کاهش در مقدار $SiO_2$، $K_2O$ و $TiO_2$ و افزایش در مقدار MgO، MnO و کمی افزایش در مقدار $Al_2O_3$ همراه است [۱۸]. در ترکیب شیمیائی کلریت‌های مورد بررسی نسبت به ترکیب شیمیایی معرف بیوتیت، مقدار $SiO_2$ و $K_2O$ کاهش و مقدار MnO، CaO، MgO و $TiO_2$ افزایش یافته‌اند. به طور کلی، ترکیب سیال طی تشکیل و ترکیب کانی اولیه عوامل کنترل کننده ترکیب کلریت هستند [۱۹]. در شرایط دگرسانی، تغییرات در ماهیت کاتیون-های هشت‌وجهی در بیوتیت اغلب با جانشینی پتاسیم توسط کاتیون‌های هیدراته همراه است. مقدار Ca موجود در این کلریت‌ها نسبت به کلریت خالص، بیشتر است. مقدار Ca در فازهای کلریت نشان از ماهیت آمیخته لایه‌ای این کانی دارد که به جزء اسمکتیت در ساختار بلوری آن‌ها مربوط می‌شود. Ca احتمالا حضور جزایر اسمکتیتی را نشان می‌دهد که در ساختار کلریت وجود دارد و مقدار Ca بیش از ۰/۱ کاتیون بر ۲۸ اکسیژن در ساختار کلریت نشان از وجود جزء اسمکتیت دارد [۲۰]. در شرایط دگرگونی درجه پائین، مقدار Ca در کلریت نسبتاً بالاست که با پیشرفت دگرگونی در دماهای بالاتر به تدریج به کلریت خالص تبدیل می‌شود [۱۹، ۲۰]. مقدار بالای Ca در نمونه‌های مورد بررسی ناشی از وجود لایه‌های اسمکتیت در ساختار بلورین کلریت است. در سنگ‌های داسیتی مورد بررسی، کانی‌های پلاژیوکلاز به آلبیت دگرسان شده‌اند. یون $Ca^{2+}$ همراه با سیال‌های گرمابی وارد ساختار بلورین کلریت شده و باعث بالا رفتن این عنصر در کلریت شده و یون $K^+$ از بیوتیت اولیه همراه با سیال‌های گرمابی وارد ساختار پلاژیوکلاز شده که موجب دگرسانی کانی‌های پلاژیوکلاز به سریسیت می‌شود. این فرایند باعث افزایش کلسیم و کاهش پتاسیم در بیوتیت اولیه شده و این عناصر در ساختار کلریت‌های برآمده از دگرسانی بیوتیت، به صورت بین لایه‌ای وارد می‌شوند. مقدار نسبتاً بالای Ti در نمونه‌های دگرسان شده به احتمال زیاد هم رشدی کلریت و روتیل را نشان می‌دهد که در مراحل اولیه دگرسانی ایجاد می‌شود. وارد شدن آب و یون هیدروکسیل به کانی‌های ثانویه طی دگرسانی باعث رقیق‌شدن همه عناصر در کانی‌های بیوتیت می‌شود.


[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.399 ]

مرحله اولیه دگرسانی بیوتیت به صورت شبه ریخت یعنی تشکیل کانی‌های ثانویه در قالب کانی بیوتیت است. در حالت دگرسانی کامل بیوتیت‌های اولیه، کانی‌های کلریت، تیتانیت، اپیدوت و کانی‌های کدر دانه‌ریز تشکیل می‌شوند [۲۱]. در کلریت‌های مورد بررسی، همرشدی‌های ریزدانه روتیل با کانی کلریت باعث تغییر رنگ این کانی‌ها به رنگ قرمز قهوه‌ای شده است. دو روش برای تبدیل بیوتیت به کلریت پیشنهاد شده است [۲۱-۲۳]. در روش نخست، لایه‌های بروسیت در سطوح درون لایه‌ای بیوتیت رشد می‌کنند (جانشین یون K در جایگاه درون لایه‌ای می‌شوند) تا کلریت تشکیل شود، در حالیکه در روش دوم لایه‌های بروسیت جانشین لایه‌های چاروجهی-هشتوجهی- چاروجهی بیوتیت می‌شوند. تبدیل بیوتیت به کلریت با کاهش حجم و وارد شدن یون‌های $H^+$ در بیوتیت همراه است. عامل کنترل کننده این فرایند، فضای در دسترس در ساختار بیوتیت است. در این واکنش تنها کاتیون $K^+$ خارج می‌شود و عناصر Ti، Si، Al، Fe، Mg با اینکه قابلیت انحلال و ویژگی‌های انتشاری متفاوت دارند، درون ساختار بیوتیت باقی می‌مانند [۲۱]. این فرایند، نمونه‌ای از به ارث رسیدن ساختار اولیه را در فرایند دگرسانی نشان می‌دهد که در آن ورقه چاروجهی بیوتیت بدون تغییر باقی می‌ماند و ورقه هشتوجهی با تبادل کاتیونی دوباره به تعادل می‌رسد [۲۱]. در نمودار-Ca Si افزایش مقدار Ca در مقدار سلیسیم نسبتاً ثابت، نشان‌دهنده وجود جزء اسمکتیت در ساختار کلریت‌های مورد بررسی و افزایش فضای در دسترس برای وارد شدن یون کلسیم در این کانی‌هاست.

دگرشکلی و بازتبلور بر اثر تنش‌های برشی در سنگ می‌تواند باعث تسریع روند دگرسانی بیوتیت به کلریت شود [۲۴، ۲۵]. بیوتیت‌های مورد بررسی دچار خمیدگی ساختاری و دگرشکلی شده‌اند. این کانی‌ها ساختارهای دگرشکلی و ماهی میکایی از خود نشان می‌دهند و در شبکه بلورین خود دارای ریز حفره-هایی هستند که به نظر می‌رسد با کانی‌های ثانویه پر شده‌اند. دگرشکلی بر ترکیب شیمیائی بیوتیت تاثیر بسیاری دارد به طوری که باعث تشکیل ورقه‌های غنی از بروسیت می‌شود که افزایش در مقدار Fe و Mg و کاهش در Si و Al و عناصر قلیایی را به همراه دارد. در کلریت‌های مورد بررسی، در شرایط دگرشکلی سرعت انتشار بالا رفته و باعث تسهیل در واکنش‌های دگرسانی شده است. بدین ترتیب که نقص در شبکه بلورین بیوتیت و رشد ریز حفره‌ها باعث تسهیل حرکت سیال می‌شود. ریز حفره‌های موجود در بیوتیت همچنین می‌تواند به صورت کانال‌های موثر برای انتقال سیال‌ها عمل کنند و باعث تبدیل بیوتیت به کلریت شوند [۲۵]. بنابراین در کلریت-های مورد بررسی، دگرسانی بیوتیت به کلریت با میان لایه‌های اسمکتیت با ایجاد ریز حفره‌هایی همراه بوده است که طی دگرشکلی در یک پهنه برشی ایجاد شده‌اند. تشکیل ریز حفره‌ها و شکستگی‌های ریز در بیوتیت می‌تواند ناشی از کاهش حجم در تبدیل بیوتیت به کلریت باشد [۲۶]. لایه‌های کلریت در کانی‌های بیوتیت در اثر بروسیتی‌شدن قهقرائی بیوتیت در نتیجه این ریز حفره‌ها تشکیل می‌شوند [۲۷] (شکل ۳ الف).

از آنجاکه کلریت‌های مورد بررسی شامل لایه‌های کلریت-اسمکتیت هستند، جهت محاسبه نسبت لایه‌های کلریت موجود در این کانی‌ها، از روش وایز[۱] [۲۰] استفاده شد. بتیسان و همکارش [۲۰]، فرض نمودند که اگر کانی‌های کلریت‌های مورد بررسی، ترکیبی بین ساپونیت خالص و کلریت خالص داشته باشند، ترکیب کانی‌های کلریت، به صورت زیر:


$$(K,Na,Ca_{0.5})_{z-y}{}^{VI}[(Mg, Fe, Mn)_{6-y}Al_y]{}^{IV}[Si_{8-z}Al_z)O_{20}(OH)_4.x[(Mg,Fe)_6(OH)_{12}]$$

در نظر گرفته می‌شود. برای به دست آوردن مقادیر x و y و z نخست باید عامل نسبت (f) محاسبه شود. این عامل به دو روش به دست می‌آید: اگر z<y باشد، مقدار عددی f به صورت f= 16/(Al+2Si-2Ca-K) به دست می‌آید و در صورتی که z>y باشد، مقدار عددی آن از معادله f = 16/(Al+2Si+2Ca+K) محاسبه می‌شود. محاسبه فرمول ساختاری فازهای بین لایه‌ای براساس این معادلات، مقادیری را برای نسبت کانی‌های اسمکتیت و کلریت در ساختار کلریت به دست می‌آورد. برای نمونه کلریت هایی که کلریت خالص را نشان می‌دهند، مقدار عددی Xc (نسبت کانی کلریت) برابر با یک و برای نمونه‌هایی که اسمکتیت خالص را نشان می‌دهند، مقدار عددی Xc برابر با صفر است. در نمونه کلریت‌های مورد بررسی، مقدار Xc در گستره ۰٫۸۵-۰٫۴۳ است که نشان‌دهنده وجود لایه‌های اسمکتیت در ساختار کلریت‌های مورد بررسی است.

بررسی‌های زمین دماسنجی بر اساس ترکیب شیمیایی کلریت توسط پژوهشگران مختلف ارائه شده است [۶، ۱۷، ۲۸].

1- Wise


[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.399 ]

برای تعیین دمای تشکیل کلریت‌های مورد بررسی، از مقدار $Al^{IV}$ در ترکیب کانی کلریت رابطه زیر [۶] استفاده شد

$$T\ (°C) = -61.92 + 321.98 * Al^{IV}$$

از کلریت‌های مورد بررسی، تنها از آن‌هایی استفاده شده است که دارای نسبت کلریت (Xc) بیش از ۰٫۷۵ هستند. دمای تشکیل این کلریت‌ها در گستره ۲۵۲ تا ۲۶۳ درجه سانتیگراد است. این دما در گستره دمای تغییر شکل کانی‌های میکایی (تشکیل اشکال ماهی میکایی در بیوتیت‌های مورد بررسی) در پهنه‌های بُرشی (دمای بیش از ۲۵۰ درجه سانتیگراد) [۲۹] است.

در شرایط دگرسانی، از آنجاکه انواع مختلف کانی‌های اولیه کلریت‌هائی با ترکیب مشخص ایجاد می‌کنند، مقدار Al در کلریت می‌تواند نشان‌دهنده محیط سنگ‌شناسی تشکیل باشد [۳۰]. بدین ترتیب که مقادیر $Al^{IV}$ بین ۲٫۵-۱٫۹ نشان دهنده وجود ماگمای آهکی-قلیایی کوهزائی و پرآلومین است [۱۹]. این مقدار در گستره کلریت‌های نیمه پایدار دما پائین است که در مرحله نخست دگرسانی از کانی آهن-منیزیم‌دار نتیجه می‌شود. در کلریت‌های مورد بررسی مقدار $Al^{IV}$ بین ۲٫۳-۱٫۸۴ است. مقدار Si و Fe/(Fe+Mg) و قرار گرفتن نمونه‌ها در گستره پیکنوکلریت نشان‌دهنده ماهیت آهکی-قلیایی سنگ میزبان است که در محیط کوهزائی تشکیل شده است.

## برداشت

به طور کلی دگرشکلی و واکنش‌های سنگ-سیال تغییرات کانی‌شناسی در کانی‌های بیوتیت در پهنه‌های برشی این منطقه ایجاد می‌کند. در این بیوتیت‌های سنگ‌های داسیتی منطقه مورد مطالعه، دگرشکلی باعث ایجاد ریز حفره‌ها و ترک‌های ریز شده است که انتشار سیال‌ها را در کانی بیوتیت هموار ساخته است. در بیوتیت‌های مورد بررسی، فرایند دگرسانی در مراحل اولیه خود قرار داشته که در آن دگرگونی پس‌رونده بیوتیت‌ها باعث تبدیل بیوتیت به کانی کلریت با میان لایه‌های اسمکتیت و هم‌رشدی با کانی‌های تیتانیم‌دار مانند لوکوکسن و روتیل شده است. ژئوترمومتری کلریت‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد این کانی‌ها در دمای ۲۶۳-۲۵۲ درجه سانتیگراد با میانگین ۲۵۷ درجه سانتیگراد تشکیل شده‌اند. این دما در محدوده دمای تشکیل اشکال ماهی میکایی در بیوتیت‌ها در زون بُرشی در منطقه مورد مطالعه می‌باشد.

از آنجاکه ترکیب کانی اولیه، شرایط فیزیکوشیمیائی و ترکیب مذاب سیلیکاته که این کانی‌ها از آن تشکیل شده‌اند را نشان می‌دهد، ترکیب کلریت می‌تواند انواع سنگ‌های آذرین با خاستگاه‌ها و ویژگی‌های سنگ‌شناسی مختلف در یک ناحیه که طی تشکیل کلریت در شرایط مشابه قرار داشته‌اند را نشان دهد. ترکیب شیمیائی کلریت‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که ماهیت سنگ میزبان به احتمال زیاد آهکی قلیایی بوده و در محیط کوهزایی تشکیل شده است.

## قدردانی

از حمایت های مالی دانشگاه هرمزگان در نمونه برداری صحرائی و از پروفسور فیلیپ آگارد (Philippe Agard) و پروفسور هوبرت وایت چرچ (Hubert Whitechurch) در فراهم آوردن امکانات آزمایشگاهی و راهنمایی های ارزنده ایشان در انجام این پژوهش، بسیار سپاسگزاریم.

## مراجع

[1] Deer W. A., Howei R. A., Zussman J., *"An introduction to rock-forming minerals"* John Wiley and Sons, New York, (1991) 528 p.

[2] Jiménez-Millán J., Abad I., Nieto F., *"Contrasting alteration processes in hydrothermally altered diorites from the Betic Cordillera, Spain"*, Clay Minerals, 43 (2008) 1-14.

[3] Banfield J.F., Murakami K., *"Atomic-resolution transmission electron microscope evidence for the mechanism by which chlorite weathers to 1:1 semiregular chlorite-vermiculite"*, American Mineralogist, 83 (1998) 348-357.

[4] Zane A., Sassi R., Guidotti C.V., *"Newdataon metamorphic chlorite as a petrogenetic indicator mineral, with special regard to greenschist-facies rocks"*. The Canadian Mineralogist, 36, (1998) 713 726.

[5] Halter W. H., Williams-Jones A. E., Kontak D. J., *"Modeling fluidrock interaction during greizenization at the East Kemptville tin deposit: implications for mineralization"*, Chemical Geology150 (1998), 1–17.

[6] Cathelineau M., *"Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature"* Clay Minerals 23 (1998), 471-485.

[7] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Mouthereau F., *"Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation"*, International Journal of Earth



[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.399 ]

Sciences (Geologische Rundschau) 94 (2005) 401–19.

[8] Eftekharnejad J., *"Tectonic division of Iran with respect to sedimentary basins"*, Journal of Iranian Petroleum Society, 82 (1981) 19-28 (in farsi).

[9] Berberian M., King G. C. P.,. *"Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran"*, Canadian Journal of Earth Sciences 18 (1981) 1764–1766.

[10] Sengör A.M.C., "*A new model for the late Paleozoic–Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman, in Robertson, A.H., Searle, M.P., and Ries, A.C., eds., The Geology and Tectonics of the Oman Region*" Geological Society, London, Special Publication 49 (1990) 797–831.

[11] Nazemzadeh M., Roshan Ravan J., Azizan H., *"Geological quadrangle map of Baghat, 1:100000"*, Geological Survey of Iran, (1996).

[12] Sheikholeslami M. R., *"Deformations of Palaeozoic and Mesozoic rocks in southern Sirjan, Sanandaj-Sirjan zone, Iran"*, Journal of Asian Earth Sciences, 106 (2015) 130-149.

[13] Monsef I., Rahgoshay M., Whitechurch H., *"Petrogenetic variations of the Jurassic magmatic sequences of Hoseinabad-Hajiabad regions in Sanandaj-Sirjan zone (southern Iran)"*, Petrology, 1 (2011) 89-112 (in Farsi).

[14] Gill R., *"Igneous rocks and processes"*, John Wilet and Sons (2010) 428 p.

[15] ten Grotenhuis S. M., Trouw R. A. J., Passchier C. W., *"Evolution of mica fish in mylonitic rocks"*, Tectonophysics, (2003) 372 1-21.

[16] Foster M. D., *"Interpretation of the composition and a classification of the chlorites"*, U.S. Geological Survey Professional Paper, 414A (1962) 1-33.

[17] de Caritat P., Hutcheon I., Walshe J. L., *"Chlorite geothermometry: a review"* Clays and Clays Minerals, 41 (1993) 219-239.

[18] Tabbakh Shabani A. A., *"Mineral chemistry of chlorite replacing biotite from granitic rocks of the Canadian Appalachians"*, Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran, 20 (2009) 265-275.

[19] Abdel-Rahman A. F., *"Chlorites in a spectrum of igneous rocks: mineral chemistry and paragenesis"*, Mineralogical Magazine, 59 (1995) 129-141.

[20] Bettison L.A., Schiffman P., *"Compositional and structural variations of phyllosilicates from the Point Sal ophiolite, California"*, American Mineralogist, 73 (1988) 62–76.

[21] Eggleton R.A., Banfield J.F., "*The alteration of granitic biotite to chlorite*", American Mineralogist, 70 (1985) 902–910

[22] Olives Bafros J., Amouric M., *"Biotite chloritization by interlayer brucitization as seen by HRTEM"*, American Mineralogist, 69 (1984) 869-87l.

[23] Veblen D. R., Ferry J. M., "*A TEM study of the biotite-chlorite reaction and comparison with petrologic observations*", American Mineralogist, 68 (1983) 1160-1168.

[24] Arancibia G., Fujita K., Hoshino K., Mitchell T. M., Cembrano J., Gomila R., Morata D., Faulkner D. R., Rempe M., "*Hydrothermal alteration in an exhumed crustal fault zone: testing geochemical mobility in the Caleta Coloso Fault, Atacama Fault System, Northern Chile*", Tectonophysics, 623 (2014) 147-168.

[25] Jiménez-Millán J., Vázquez M., Velilla N., "*deformation promoted defects and retrograde chloritization of biotite in slates from a shear zone, southern Iberian Massif, SE Spain*", 55 (2007) 285-295.

[26] Nishimoto S., Yoshida H., "*Hydrothermal alteration of deep fractured granite: Effects of dissolution and precipitation*", Lithos, 115 (2010) 153-162.

[27] Ooteman A., Ferrow E. A., Lindh A., "*An electron microscopy study of deformation microstructures in granitic mylonites from southwestern Sweden, with special emphasis on the micas*", Mineralogy and Petrology, 78 (2003) 255-268.

[28] Bourdelle F., Parra T., Chopin C., *"A new chlorite geothermometer for diaganetic to low-grade metamorphic conditions"*, Contribution to Mineralogy and Petrology, 165 (2013) 723-735.

[29] Passchier C. W., Trow R. A. J., *"Microtectonics"*, Springer Verlag (2015) 371 p.

[30] Bastias J., Fuentes F., Aguirre L., Herve F., Demant A., Deckart K., Torres T., *"Very low-grade secondary minerals as indicators of Palaeo-hydrothermal systems in the Upper Cretaceous volcanic succession of Hannah Point, Living Island, Antarctica"*, Applied Clay Science, 134 (2016) 246-256.



[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.399 ]